

降雪雲の地形による変質のドップラーレーダー観測 - 1989年の観測内容と地形によって強化された降雪 の事例 -

著者	中井 専人, 真木 雅之, 八木 鶴平
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	45
ページ	1-16
発行年	1990-03
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00000999

降雪雲の地形による変質のドップラーレーダー観測
—1989年の観測内容と地形によって強化された降雪の事例—

中井専人*・真木雅之*・八木鶴平*

国立防災科学技術センター

**Doppler Radar Observation of Orographic Modification of Snow Clouds
—A Case of Enhanced Snowfall—**

by

Sento Nakai, Masayuki Maki and Tsuruhei Yagi

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

Observation of orographic modification of snow clouds was carried out from February 2 to February 9, 1989, in the Shinjo basin, Yamagata Prefecture, utilizing NRCDP's newly developed Doppler radar. This observation was part of co-operational observations of snow clouds conducted with the Meteorological Research Institute of Japan Meteorological Agency and the Institute of Low Temperature Science of Hokkaido University.

Orographically enhanced snowfall was observed above the Dewa hills. A multi-cellular structure and a characteristic pattern of a Doppler velocity field were noted.

A simple "disturbed component" of the Doppler velocity was defined. This component accompanied by orographically enhanced snowfall had a characteristic feature which suggested that airflow of more than 1500m thick was orographically influenced to the same extent.

Key words : snow cloud, orographic modification, Doppler radar, Doppler velocity

キーワード : 降雪雲, 地形による変質, ドップラーレーダー, ドップラー速度

1. はじめに

降水現象をメソスケールあるいは積雲スケールで観測する場合, 地形の影響は無視できない要因となってくる。降水雲の進行方向にそれを妨げる山岳地形が存在すると, 収束や強制上昇によって対流活動が強化され, 大気の成層や降水雲の発達段階によっては局地的な降水

* 第1研究部広域防災研究室

の増幅がもたらされる。たとえば, Takeda and Takase(1980)は尾鷲の降雨をRHIレーダー(鉛直面の走査をするレーダー, RHIはRange Height Indicatorの略)を用いて観測し, 海上を移動してきた対流性エコーが地形の影響で変質した結果, 降水能率が高められたことを示している。

降雪雲についても地形による変質に注目した観測がこれまでに行なわれている。Takeda et al. (1982)は冬期季節風時の降雪雲が能登半島の輪島に上陸するときに二段階の変質過程を持つことを示し, それを雲内での降雪粒子の分別と関係づけている。降雪雲の変質過程を雲物理的にとらえたものでは, Uttal et al. (1988)の冬期の米国コロラド州での航空機を中心とした観測がある。彼らは, 風向とほぼ直角な走行を持つ山脈について上空の雲内の水蒸気, 雲粒, 氷晶の分布を調べ, 山脈の上空における降雪粒子の成長とその風下の強い下降流の存在が山脈の風下側の強い降雪につながることを示唆している。これらの研究では降雪粒子の分布について調べ, それをもとにその軌跡や気流についての議論をしている。

降雪雲の観測にドップラーレーダーを用いると, 降雪粒子の分布に加え, その移動速度についての情報が面的にしかも短時間で得られる。これまでの研究としては, 気象研究所のものと北海道大学低温科学研究所のものがある(藤吉ほか, 1988, Sakakibara et al., 1988, Ishihara et al., 1989)。これらの研究は主に海上や平野上の降雪雲を対象としており, 降雪雲内の気流の細かい時間変化についての議論も行なわれている。たとえば, Ishihara et al. (1989)は海岸に平行なメソスケールの降雪雲をドップラーレーダー観測し, その降雪雲が季節風と陸風前線の収束によって発達したことや陸風の降雪雲へのとりこみと降雪雲のライフサイクルとの関係を明らかにしている。

国立防災科学技術センターでは, 降雪の地域特性を調べる目的で在来型レーダーを用いた盆地降雪の観測を行なってきた。1985年と1986年には今回と同様新庄盆地での観測を行なっている(八木ほか, 1986, Uyeda and Yagi, 1987, 真木・八木, 1987, Yagi et al., 1990)。その結果, 盆地の風上にある出羽丘陵の影響が盆地全体の降雪パターンに関わっていることが明らかになった。真木・八木(1987)は, 約15分間隔のREI(Range Elevation Indicator)画像を長時間平均し, 降雪エコーに対する出羽丘陵の影響を調べている。彼らは出羽丘陵による降雪の強化をエコー強度の2次元分布から3タイプに分け, 下層大気の平均風速の大小がその差異を決める要因の一つであることを示した。

ここでは, 1989年にドップラーレーダーを用いて行なった降雪雲の地形変質の観測について述べる。この観測は3機関の共同観測であるのでその内容についても触れる。次に, 観測された現象の事例を紹介し, エコー強度分布とドップラー速度分布の対応について考察を加える。

2. 観 測

1) 共同観測の目的と体制

最初に、共同観測全体の目的と体制について簡単に述べる。1989年1月から2月にかけて、気象研究所、北海道大学低温科学研究所、国立防災科学技術センターの3研究機関による降雪雲の共同観測が山形県北部で行なわれた。日本海上で発達した降雪雲を対象とし、陸地の影響を受ける前の姿、陸地への接近・上陸に伴う変質、その風下の山岳地形による変質・衰弱までの一連の過程をとらえようというものである。特に、3者とも可搬型の気象用ドップラーレーダーを保有し、それがすべて観測に参加したので、日本で初めて、複数ドップラーレーダーによる降雪雲の観測が実現することになった。3台のドップラーレーダーは各研究機関の観測目的に応じて配置され(図1)、連絡をとりながら観測が進められた。

気象研究所は主に海上の降雪雲を観測対象とし、ドップラーレーダー観測、ゾンデ観測、地上観測を行なった。ゾンデ観測では通常のレーウィンゾンデに加えてビデオカメラを積んだ雲粒子ゾンデ(Murakami et al., 1987)を飛揚し、降雪雲の内部にある雲粒子を直接とらえている。ゾンデの飛揚は鳥海山の沖合29kmにある飛島から行なわれた。一方、低温科学研究所はドップラーレーダーを庄内平野に置き、海上にある降雪雲から上陸に伴う変質、孤立峰

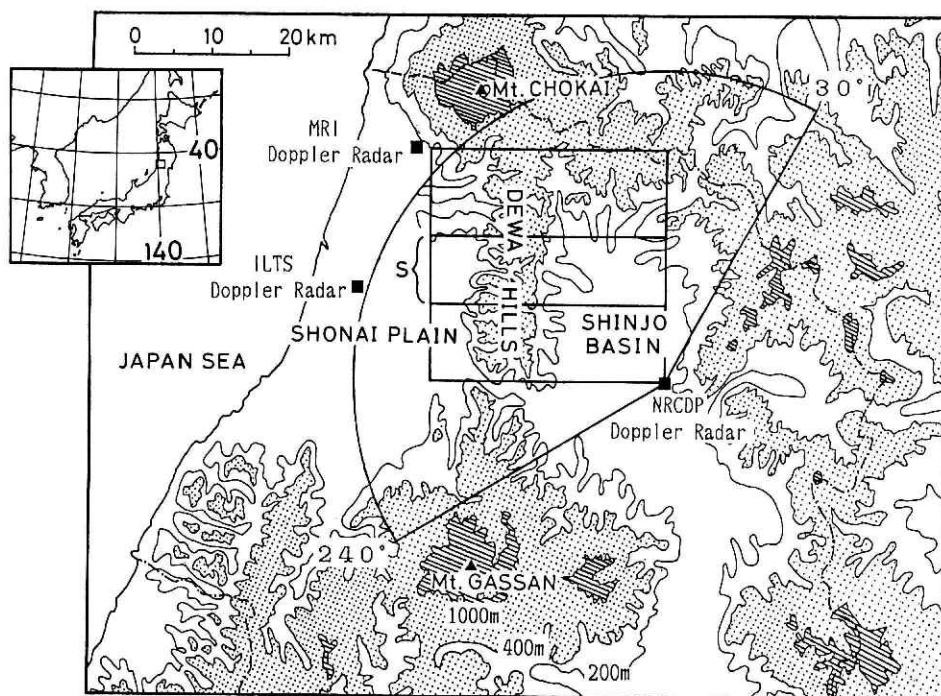


図1 観測地の地形と3台のドップラーレーダーの配置。国立防災科学技術センターのドップラーレーダーの観測範囲を図中に扇形で示す。扇形の中の正方形は図8に示した区域である。正方形の中で記号Sをつけた横に長い部分は図4、図6に示した区域である。

Fig. 1 Topography of the observation area and arrangement of three Doppler radars. The area covered by NRCDP's Doppler radar is indicated by a fan. Area shown in Fig. 8 is indicated by a square. Area shown in Fig. 4 and Fig. 6 is indicated by a strip noted by "S".

の影響などについて調べるとともに、ゾンデの飛揚と移動地上観測も行なった。低温科学研究所のレーダーは気象研究所、国立防災科学技術センターのそれぞれのレーダーと観測区域が半分づつ重なる位置にあり、それぞれのレーダーとデュアル観測を行なっている。また、ゾンデ観測でも気象研究所との同時放球を行なった。

国立防災科学技術センターは新庄盆地でドップラーレーダー観測を行ない、主に出羽丘陵と最上峡谷による降雪雲の変質を風下側から観測することを目的とした。出羽丘陵は風上側から低温科学研究所のレーダーでも観測しており、あわせて2台のレーダーによって丘陵を越えてくる降雪雲の変質の全体像をとらえられるように配置した。国立防災科学技術センターのレーダーの設置場所は、従来の在来型レーダーによる観測と同様、新庄盆地の東端の標高140m、盆地底からは約40mの高度のところである。レーダーの観測範囲は観測地周辺の微地形のため図1に示した扇形の領域となっている。

2) 国立防災科学技術センターの観測方法

観測に用いたドップラーレーダーは1988年に完成したもので、その主要諸元は表1に示す

表1 国立防災科学技術センターのドップラーレーダーの主要諸元。
Table 1 Main specifications of NRCDP's Doppler radar.

ビーム幅	1.2°以下
走査速度	1, 2, 3, 6, 15rpm(PPI) 1, 2, 3 rpm(RHI)
走査制御	マニュアルモード CPUモード (POSITIONING, PPI, RHI, CAPPI, SPPI, SRHI) プログラムモード (CPUモードの組合せ) CPUモード・プログラムモードでは仰角, 方位角, ステップ数を任意に設定可能
周波数	9415MHz
尖頭出力	40kW
パルス幅	0.5μsec
パルス繰返し周波数	2000Hz
最小受信感度	-110dBm
距離補正	ON/OFF可能
MTI	ON/OFF可能
降水検出範囲	0.1mm/hour~100mm/hour
ドップラー速度・ スペクトル幅分解能	12.5cm/sec
空間分解能	250m/62.5m
データ処理範囲	40km以内
収録データ	反射強度(I), ドップラー速度(V), ドップラーспекトル幅(W)同時収録
収録媒体	磁気テープ(9 track, 1/2inch, 2400feet)

とおりである。特にミニコンピューターで空中線走査，信号処理，収録までをすべて制御し，プログラムにより自在な3次元走査を高速で行なうことと，すべての走査においてレーダーエコー強度(reflectivity)，ドップラー速度(Doppler velocity)，ドップラースペクトル幅(Doppler spectrum width)の3成分を同時に収録できることが特長である。レーダー性能の詳細はMaki et al. (1989)に述べられている。

表2はこの観測で用いた走査モードである。特徴的なエコーの追跡を目的とするときに1サイクルの所要時間が5分の“追跡モード”で走査し，それ以外は所要時間10分の“通常モード”で走査した。また，低温科学研究所のレーダーと同期して空中線を走査するデュアル観測，MTI(Moving Target Indicator，地形エコー除去装置)on-offの比較テスト観測を試みた。これらのモードの中にプログラムされた空中線走査は次のようなものである。

CAPPI走査 ……降雪エコーの構造を調べるための3次元走査。約3分で3次元的なデータが得られる。

PPI走査 ……空中線の仰角を固定し，横方向に回転させる走査。仰角2.2度の走査は降雪エコーの動きを監視するためであり，仰角20度の走査はレーダー付近の平均的な風の鉛直分布を求めるためである。風を求める計算法(VAD法)については，坪木・若浜(1988)に詳しい。

SRHI走査および …鉛直断面をとるための走査。方位角270度は最上峡谷を見通す方向である。方位角288度は丘陵上空の断面であると同時に低温科学研究所のレーダーの方向でもある。

レーダーのデータは磁気テープに収録された。また，多量のデータを早見あるいは検索す

表2 プログラムした走査モード。
Table 2 Programed scan modes.

モード	空 中 線 走 査 の 流 れ				所要時間
通常モード	①SRHI→→→→→→→→→→ 2 rpm EL 0°-168° AZ270°(峡谷) 288°(丘陵・低温研レーダー)	②CAPPI→→→→→→→→→→ 15rpm EL16step 17.4°…0.6° 3次元	③SRHI→ ①に同じ 2rpm EL20° VAD	④PPI→⑤SRHI→⑥PPI ①に同じ 6rpm EL2.2° 監視	10分
追跡モード	①CAPPI→→→→→→→→→→ 15rpm EL16step 17.4°…0.6° 3次元	②SRHI→→→→→→→→→→ 3rpm EL0°-168° AZ270°(峡谷) 288°(丘陵・低温研レーダー)	③PPI 3rpm EL20° VAD		5分
デュアル モード	①CAPPI→→→→→→→→→→ 1rpm EL4step MTI OFF	②RHI→→→→→→→→→→ 1rpm AZ288°(丘陵・低温研レーダー) MTI OFF	③RHI 3rpm AZ288° MTI ON		6分
比較モード	①CAPPI→→→→→→→→→→ 15rpm EL16step 17.4°…0.6° 3次元 MTI ON	②PPI→→→→→→→→→→ 15rpm EL2.2° MTI OFF	③RHI→→→→→→→→→→ 3rpm AZ270°(峡谷) 288°(丘陵・低温研レーダー) MTI ON/OFF	④PPI 3rpm EL20° VAD	7.5分

EL…仰角(elevation) AZ…方位角(azimuth)

るために、レーダーのリアルタイム表示画面を16mmカメラで一定間隔の自動撮影または手動で撮影した。観測は降水があった期間について24時間2交代で行なった。

3. 結 果

1) 概 況

表3に観測の概略を示す。国立防災科学技術センターの観測期間は1989年2月2日から9日までである。

降雪エコーが多く観測されたのは2月2日から5日にかけてである。この期間は暖かいこの冬にしては強い季節風の吹き出しがあった。図2は秋田の高層データによる気圧850mbでの気象要素の時間変化である。2月3日の09時に気温の極小と風速の極大があり、高度が上がりはじめている。図3は24時間毎のGMS画像である。2月3日12時に沿海州の沖合約200

表3 1989年2月の降雪雲ドップラーレーダー観測の概略。

Table 3 Outline of the Doppler radar observation of snowfall in February, 1989.

日付・時刻	観 測	現 象	概 況
2(木) 0			
6	試運転		
12	観測開始		
18	dual観測	降雪。エコー頂高度2 kmほど。 塊状・筋状のエコーが多く進入。	冬型
3(金) 0		同上。降雪続く。	↓
6	dual観測	エコー少ない目、孤立、停滞気味。	↓
12		孤立、バンド状。降雪。	最盛期
18		エコー停滞。星が見えることもある。	↓
4(土) 0		丘陵を越えたところで強まるエコー。	↓
6		筋状エコー。天気雪。	↓
12	dual観測	エコー頂高度3 km近い。晴れ間。	弱まっていく
18		エコー少ない。細い筋状。	
5(日) 0		細い筋状。弱い。	
6			
12	地形エコー収録	曇り。エコーなし。	
18			
6(月) 0			
6		雨。	
12		晴れ。	
18			
7(火) 0			
6	地形エコー収録	晴れ。曇量9。	
12			
18			
8(水) 0			
6		晴れ。	気圧の谷近づく
12		曇り。	
18		雨。べたっとした層状エコー。	
9(木) 0		エコー頂高度3 km。	深い気圧の谷
6	観測終了	エコー弱まる。	
12			
18			

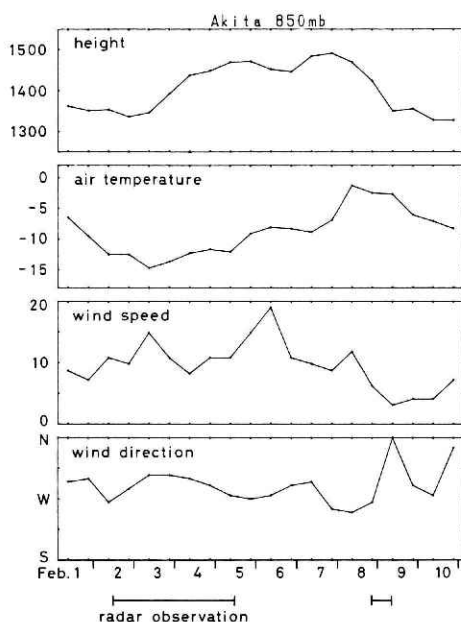
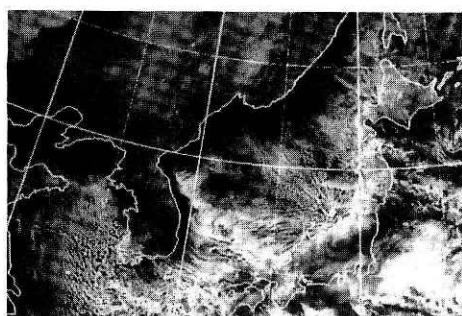
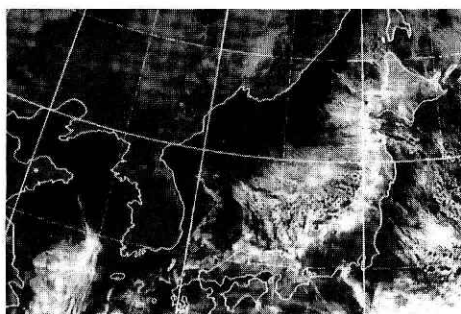


図2 秋田の高層データ(9時, 21時)による850mb面高度, 気温, 風速, 風向の時間変化. 国立防災科学技術センターのレーダーの観測時間も示す.

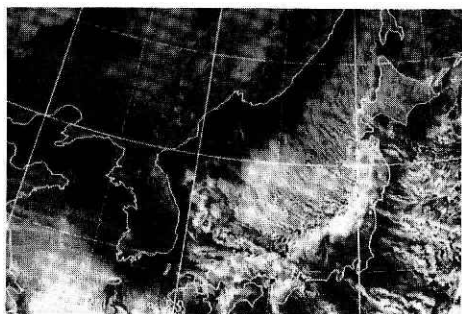
Fig. 2 Time variations of height, air temperature, wind speed and wind direction at 850mb level observed at Akita Meteorological Observatory (09 and 21 LST). NRCDP's radar observation periods are shown below.



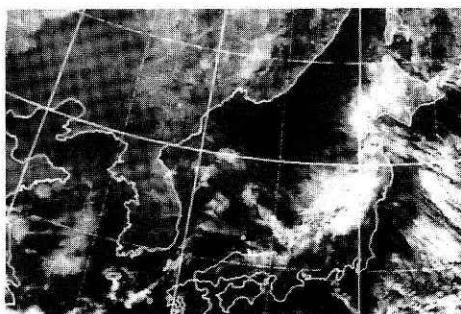
2月2日



2月4日



2月3日



2月5日

図3 2月2日から5日までの12時のGMS可視画像.

Fig. 3 GMS (Geostationary Meteorological Satellite) visible imagery at 12 LST, from Feb. 2 to Feb. 5.

kmにあった筋雲の発生点が、その後は徐々に沿海州から離れている。これらのことから2月3日の午前中に季節風の吹き出しが最も強くなり、その後は徐々に弱まっていることがわかる。この間に、東西に長く連なりながら盆地に進入するバンド状エコー、孤立した塊状エコー、盆地内部で広がり停滞するエコーなどが観測され、それぞれのパターンが数十分から数時間継続しては他のパターンに変わる傾向がみられた。エコー頂高度は1000m~4000mであった。

2) 出羽丘陵上空で強化された降雪エコーの事例

丘陵を越えて盆地内に進入した降雪エコーのなかに、出羽丘陵の上空を通過するときに著しく発達したエコー(図4のA)があった。

図4は高度1640mのエコー強度のCAPPI(CAPPI走査のデータから作成した定高度断面)である。2月2日19時29分から20時09分まで5分毎に示してある。エコーAは19時34分に出羽丘陵に近づいたが、このときには直径6km~7kmでまだ弱い。しかし5分後に出羽丘陵にさしかかると急激に発達し、約10km×5kmの東西に長い形となる。その後、19時49分までこの形を保ちながらさらに強くなる。丘陵を抜けて盆地の中に入ると衰弱するが、一様に弱まるのではなく、エコーの進行方向前方からエコーが拡散するように弱まっている。また移動速度も盆地内で急激に遅くなり、後ろから別のエコーが追いついて併合している。このように、エコーAの発達・衰弱は出羽丘陵の存在が強く影響している。

エコーAが丘陵を越える19時34分から19時49分までのエコー強度にドップラー速度(V_D)の等値線を重ねた(図5)。ドップラー速度はレーダーから速さかる方向を正にとっている。特徴的なドップラー速度分布がエコーAに伴って現われている。エコーAは図5ではレーダーから見て西北西~北西、30km~20kmの位置にある。このあたりでは、この高度(1640m)の風向がほぼ西であるため、 V_D が負(レーダーに近づく)となっている。その絶対値 $|V_D|$ はエコーAの中心部で小さく、南北のへりに沿って大きい。すなわち、エコーの中心よりも南北のへりの方がレーダーに近づく成分が大きい。また $|V_D|$ が小さくなる位置はエコー強度のピークよりも1km~2km南にずれている。

この V_D 分布はエコーAが出羽丘陵を横切る前から見られることから、丘陵地形とは無関係なエコーA固有の特徴であるとも考えられる。しかし、エコーの丘陵通過に伴い丘陵上空で2本の-16m/sの等値線がほとんど平行になっており、丘陵によって風速場がかなり変形されているといえる。

丘陵上で強化された降雪エコーの構造を詳しく見るために、19時44分のエコーAについて4高度のエコー強度のCAPPIを図6に示す。この時刻のエコーAは出羽丘陵の上空にあり、丘陵の影響で強化された形状が維持されている。高度1640m、2140mでは、東西に長いエコーの中に30dBZ以上の強いエコーがほぼ長軸方向に並んでいる。そのうちのいくつかは図に示

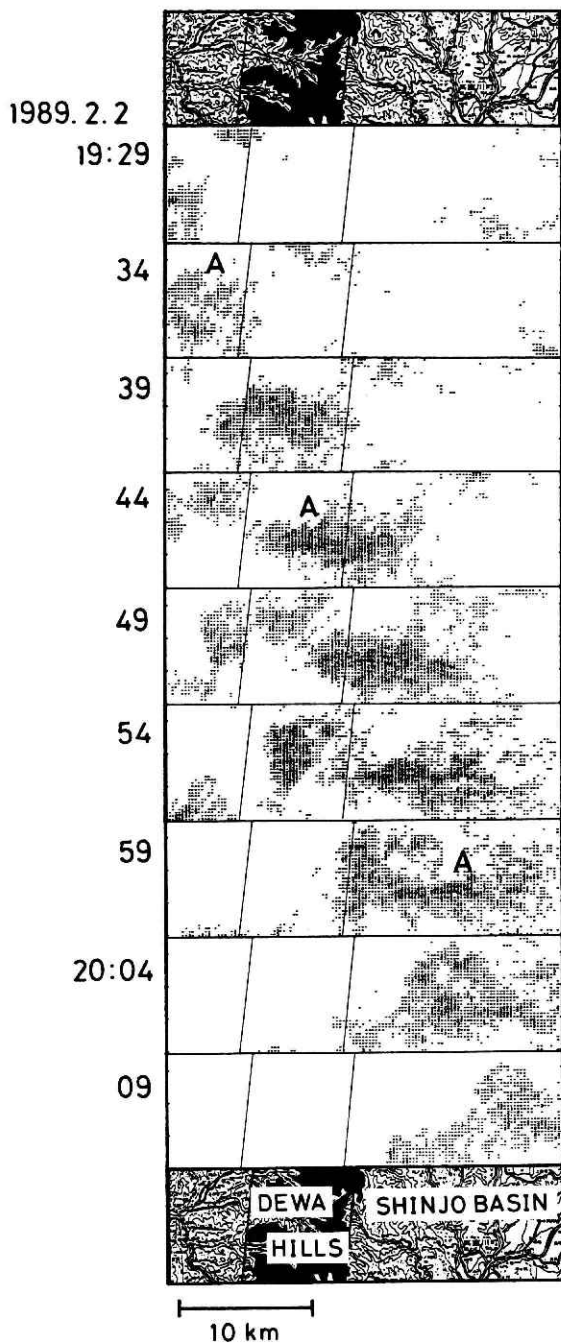


図4 2月2日19時29分から20時09分まで5分毎の高度1640mのレーダーエコー強度のCAPPI. 図1の区域Sを切り出したものである。エコーの強さは2階調で表す。

Fig. 4 Time variation of CAPPI image of reflectivity. Time interval is 5 minutes. Presented area is indicated in Fig. 1 as a strip noted by "S". Reflectivity is expressed in two tones.

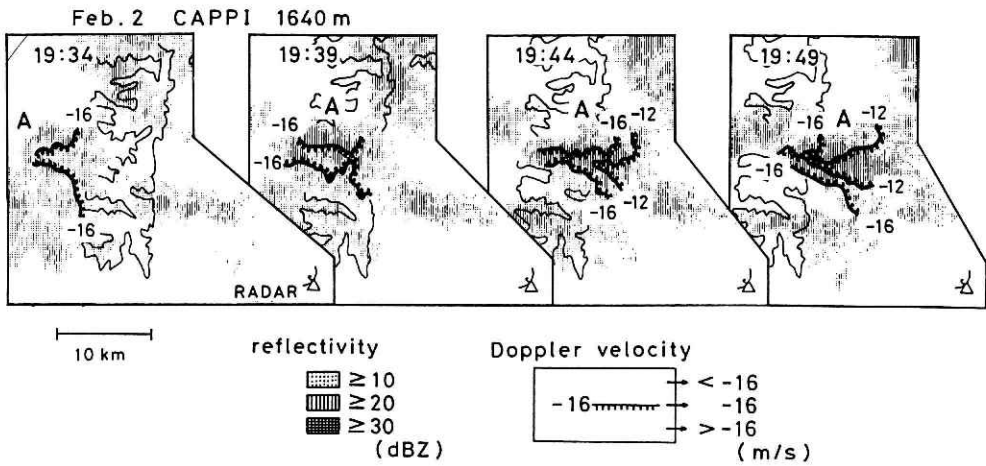


図5 19時34分から19時49分までのエコー強度とエコーAに伴うドップラー速度パターン。
Fig. 5 Reflectivity and Doppler velocity contour lines accompanied by echo A from 1934 LST to 1949 LST.

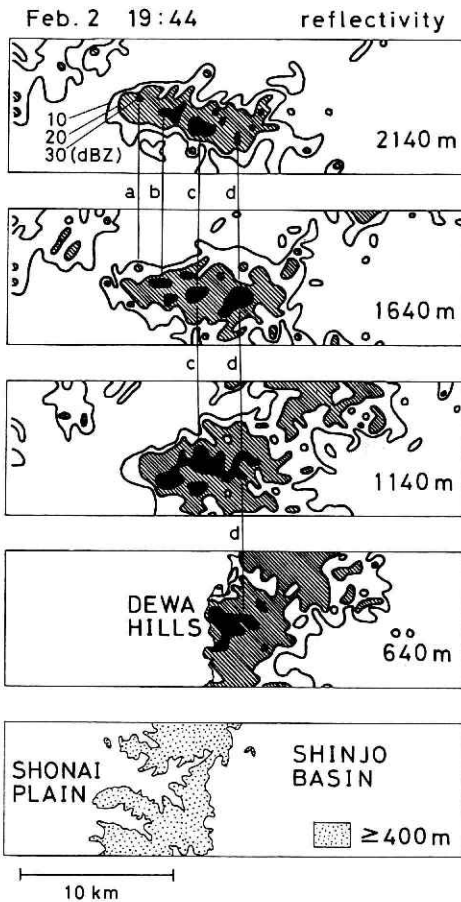


図6 19時44分のエコーAについて4高度のエコー強度のCAPPIを示す。等値線は10dBZ毎である。a, b, c, dはエコーセルを表す。
Fig. 6 Multi CAPPI cross section of reflectivity of echo A at 1944 LST. Contour lines are chosen by the interval of 10 dBZ. Strong echoes nominated by a, b, c and d are echo cells.

すように上下のCAPPIと強いエコーの対応がつく。ここでは対応づけた1組のエコーについて“エコーセル”と呼ぶ。エコーセルはいわゆる降水セル(1組の対流によって数kmの大きさで降水を集中させる機構)に対応する。この時刻のエコーAの中には高度2140mのCAPPIに現われたものだけで4個のエコーセル(a, b, c, d)が確認される。a, b, c, dは一列に並び、その間隔は2 km~3 kmである。エコーセルaでは30dBZ以上が現われるのは高度2140mのみであり、b, c, dとエコーAの前方に位置するエコーセルになるほど30dBZ以上の黒塗りが高度の低いCAPPIに広く現われている。言い換えれば、エコーAの前方に位置する降水セルほど降雪粒子の集中する高度が低くなっているのであり、降水セルが発達段階を含めて規則的に配列していると考えられる。

高度1140m, 640mのCAPPIではエコーセルの規則性がはっきりしない。また背の低いエコーが多く現れ、エコーA全体が南北に広がり形がくずれている。これらのCAPPIは稜線から上空に500mと0mの高度にあたる。もともとエコーAは地形の影響で強化されたのであるが、これらの高度では地形の影響がエコーセルの規則性を乱し、エコーの層状化をする方向にも働いているとみられる。

4. 考 察

ドップラー速度 V_D は降水粒子の速度の視線方向の成分のみを測っている。そのため、①同じ現象が起こっていてもレーダーに対する相対的な位置によって見え方が異なる、②そのままでは水平の一般風、擾乱による水平・鉛直流、および降水粒子の落下速度を区別できない、という問題点がある。これらの問題点に対して、Wood and Brown(1986)は風の場合とドップラー速度パターンとの対応の類型化を試みており、観測されるドップラー速度分布の解析に対する示唆を与えている。

ここでは、観測されたドップラー速度 V_D を水平に一樣とした一般風によるドップラー速度 $\overline{V_D}$ と局地的に乱されたドップラー速度 V_D' とに単純に分けて考えた。これを式で表すと、

$$V_D = \overline{V_D} + V_D'$$

のようになる。 V_D は観測値であり、 $\overline{V_D}$ を与えることによって、 V_D' を求めた。 $\overline{V_D}$ は仰角20度のPPI走査によるドップラー速度分布をもとにして求めた。まず水平方向の一樣性を仮定してレーダー上空の風のプロファイルを計算し(VAD法)、さらにレーダー上空の短時間の变化を除くため、18時から21時までの平均的な値を算出した。表4にその風向と風速を4高度について示す。これらの風向風速が水平方向には一樣であるとして、水平面上の各点でレーダービームと風向とのなす角度から $\overline{V_D}$ を求めた。

図7はこうして求めた高度1640mの水平面上の $\overline{V_D}$ 分布である。レーダーの近くを除き、ほ

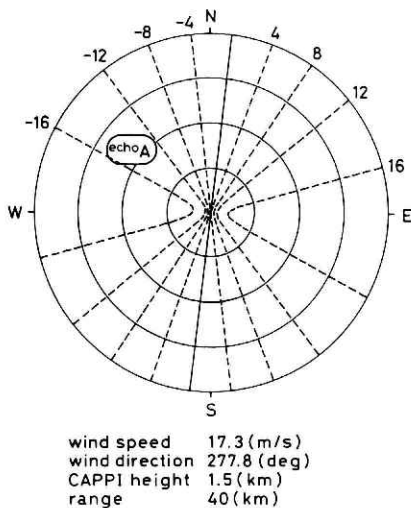


図7 高度1640mの水平面の $\overline{V_D}$ 分布。エコーAの位置を模式的に示す。

Fig. 7 $\overline{V_D}$ pattern on a horizontal plane of 1640m high. The location of echo A is shown schematically.

HEIGHT (m)	WIND SPEED (VAD method) (m/s)	WIND DIRECTION (VAD method) (deg)	$\overline{V_D}$ (echo A) (m/s)
2140	18.6	277.2	-15.5
1640	17.3	277.8	-14.6
1140	15.0	280.4	-13.0
640	9.1	281.0	-8.0

表4 VAD法を用いて求めた風向・風速とエコーAの中心の $\overline{V_D}$ 。

Table 4 Wind speed and wind direction derived in the use of VAD method, and $\overline{V_D}$ at the center of echo A.

ば放射状のパターンになっている。エコーA付近では東北から南西へ向って $\overline{V_D}$ が単純に減少する。エコーAの中心付近での $\overline{V_D}$ の値を表4に示す。

図8は19時44分の4高度のCAPPI面上の V_D 分布である。4高度とも、等値線のパターンは大まかにみると右下にあるレーダーを中心とした放射状である。図8の高度1640mについて $\overline{V_D}$ の分布(図7)と比較すると、両者のパターンは定性的には一致する。しかし V_D の分布にはより小さいスケールの変動が加わっており、特に20dBZ以上のエコーのあるところでは顕著な乱れがみられる。

エコーAにともなう V_D の分布をみると、図8の4高度すべてにおいて中心部で $|V_D|$ が小さく、南北のへりに沿って大きい。特にエコーの北縁で $|V_D|$ が大きくなることは $\overline{V_D}$ の分布と逆センスである。各高度ともエコーの南北両縁と中心部との間で V_D の差は6m/s以上になり、そのうち $\overline{V_D}$ の変化は1m/s程度である。そこで $\overline{V_D}$ の変化を無視し、エコーAでは近似的に $\overline{V_D}$ は表4に示した値で一定とする。そうすると、図8において $V_D = \overline{V_D}$ の等値線が $V_D' = 0$ を表わす。たとえば、高度1640mでは表4よりエコーAの $\overline{V_D}$ の値が-14.6m/sなので、 $V_D = -15\text{m/s}$ の等値線が $V_D' \approx 0\text{m/s}$ に相当する。その線を境に“+”で示したエコーAの中央部で $V_D' > 0\text{m/s}$ となっており、レーダーから遠ざかる方向に降雪粒子が動いている。その外側の“-”で示したところではレーダーに近づく方向に降雪粒子が動いている。空中線の仰角を考慮すると、この V_D' のほとんどは水平風の乱れによるものと考えられる。

各高度の V_D' を比較すると、図8の高度2140mにp、qで示す部分で高度2140m、1640m、1140mの $V_D' = 0$ の等値線(高度2140mでは $V_D = -16\text{m/s}$ 、高度1640mでは $V_D = -15\text{m/s}$ 、高

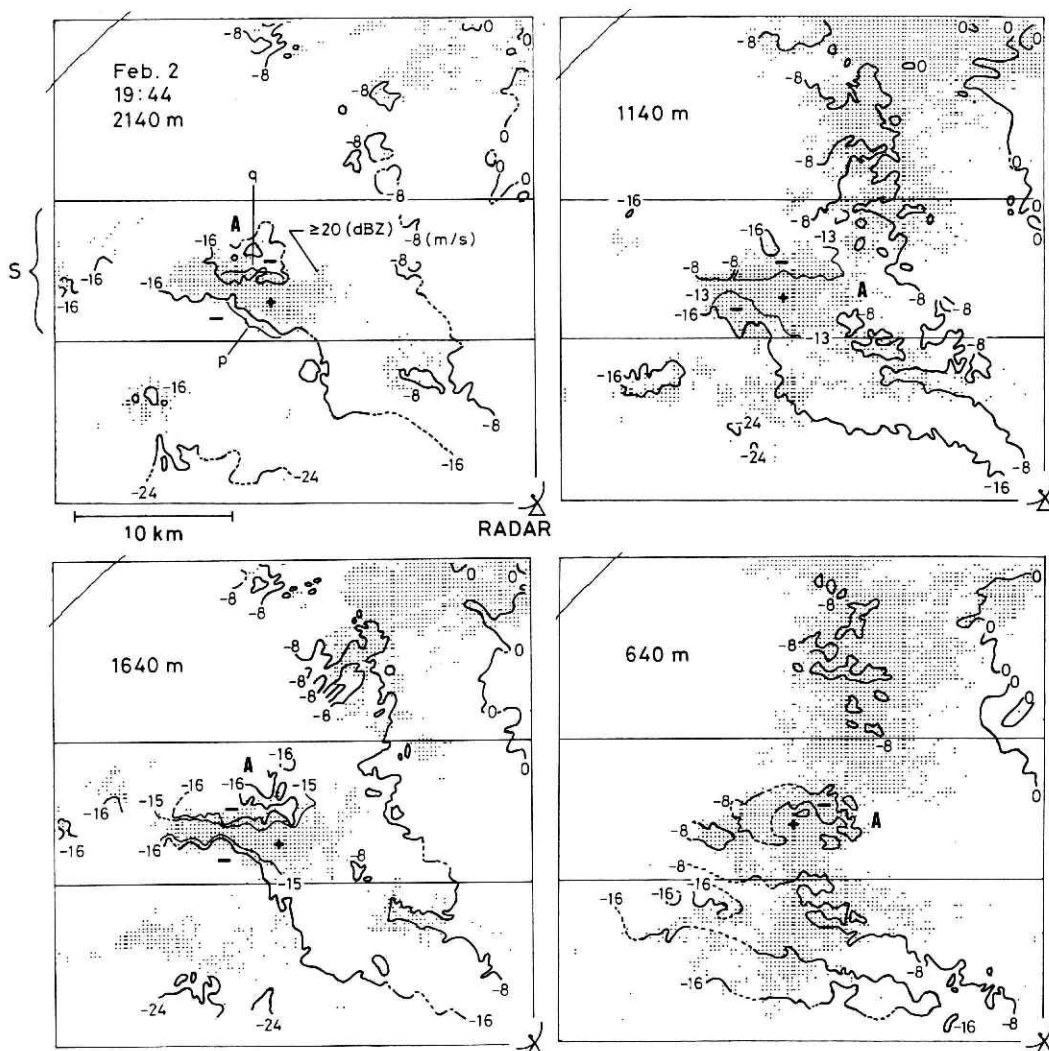


図8 19時44分における4高度のCAPPI面上の V_D 分布。影をつけた部分はエコー強度20 dBZ以上を表す。図1に示した正方形の区域を切り出したものであり、ドップラーレーダーは右下である。記号Sをつけた部分は図4、図6に示した区域である。等値線は8m/s毎であるが、エコーAについては $V_D' = 0$ に相当する等値線を描いてある。“+”、“-”はこれを境とした V_D' の符号である。本文参照。

Fig. 8 Multi CAPPI cross section of V_D at 1944 LST. Reflectivity more than 20 dBZ is shaded. Presented area is the square indicated in Fig. 1. Doppler radar is on the right under. The strip noted by “S” indicates the area of Fig. 4 and Fig. 6. V_D contour lines are chosen by the interval of 8m/s. Contour line equivalent to $V_D' = 0$ is also drawn in echo A. “+” and “-” are signs of V_D' . See text.

度1140mでは $V_D = -13\text{m/s}$ の等値線)が一致する。3高度の V_D' 分布が一致するということは、エコーAの丘陵地形による強化の過程で厚さ1500m以上にわたる気流が様な影響を受けていることを意味する。P, QはともにエコーAにおける収束を示唆し、丘陵上でのエコーAの強化に強く関わっていると思われる。

5. ま と め

1989年1月から2月にかけて、山形県北部において、気象研究所、北海道大学低温科学研究所、国立防災科学技術センターの3機関による降雪雲の共同観測が行なわれた。日本海上から内陸までの降雪雲を対象として、3台のドップラーレーダーによる観測、ゾンデ観測、および地上観測が同時に展開された。国立防災科学技術センターは、新しく導入したドップラーレーダーを新庄盆地に設置し、降雪雲の地形による変質をとらえることを目的として観測を行なった。

新庄盆地からのドップラーレーダー観測によって、出羽丘陵上で地形効果により強化されたエコーが観測された。エコー内部のドップラー速度 V_D は、中心で $|V_D|$ が小さく南北のへりで $|V_D|$ が大きいという分布を示した。このエコーが丘陵上で強化されたときには次のような特徴を持っていた。

- 1) 東西に長いエコーの中に2 km～3 km間隔で対流性のエコーセルが並んでいる。
- 2) エコーの中心部と南北のへりとの間で6 m/sもの差がある特徴的なドップラー速度分布を持つ。
- 3) ドップラー速度から、エコーAに伴って乱された成分を求めたところ、1140m, 1640 m, 2140mの3高度でその分布の一致がみられた。

ここでは、1989年の観測内容と新しいドップラーレーダーで“見えた”現象の紹介を目的とした。この観測では5分間隔の3次元走査をはじめとして時間・空間分解能がともに高いデータがエコー強度、ドップラー速度、ドップラースペクトル幅の3成分について得られている。今後の課題として、気象研究所、低温科学研究所の観測データも導入し、ドップラー速度の3次元分布から降雪エコーの気流構造を明らかにすること、さらにその気流構造と降雪粒子の成長過程との関係を明らかにすることなどがあげられる。

謝 辞

ドップラーレーダー観測にあたって様々な便宜をはかっていただいた山形県新庄市に感謝致します。共同観測グループの気象研究所および北海道大学低温科学研究所の方々からは有益な助言と励ましをいただいた。また、VAD風計算のプログラムは低温科学研究所の坪木和

久氏のものを使用させていただいた。GMS画像の閲覧にあたっては気象衛星センター解析課の方々に、観測現地においては国立防災科学技術センター新庄雪氷防災研究支所の方々に、大型計算機の使用に当たっては同センター第4研究部の方々にお世話になった。ここに記して感謝します。

この研究は科学技術振興調整費によるものである。

参 考 文 献

- 1) 藤吉康志・坪木和久・小西啓之・若濱五郎(1988): 北海道西岸帯状収束雲のドップラーレーダー観測(I) — 温暖前線型 —, 天気, 35, 427-439.
- 2) Ishihara, M., H. Sakakibara and Z. Yanagisawa (1989): Doppler radar analysis of the structure of mesoscale snow bands developed between the winter monsoon and the land breeze. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 503-520.
- 3) 真木雅之・八木鶴平(1987): レーダーによる盆地降雪の観測, 1986年新庄市 — 鉛直構造の特徴 —, 国立防災科学技術センター研究報告, 39, 1-17.
- 4) Maki, M., T. Yagi and S. Nakai (1989): The Doppler radar of NRCDP and observations of meso-scale weather systems. *Rep. National Research Center for Disaster Prevention*, 44, 61-79.
- 5) Murakami, M., T. Matsuo, T. Nakayama and T. Tanaka (1987): Development of Cloud Particle Video Sonde. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 803-809.
- 6) Sakakibara, H., M. Ishihara and Z. Yanagisawa (1988): Squall line like convective snowbands over the Sea of Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 937-953.
- 7) Takeda, T., K. Isono, M. Wada, Y. Ishizaka, K. Okada, Y. Fujiyoshi, M. Maruyama, Y. Izawa and K. Nagaya (1982): Modification of convective snow-clouds in landing the Japan Sea coastal region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 967-977.
- 8) Takeda, T. and K. Takase (1980): Radar observation of rainfall system modified by orographic effects. *J. Meteor. Soc. Japan*, 58, 500-516.
- 9) 坪木和久・若濱五郎(1988): 1台のドップラーレーダーを用いた風速場の測定法 — 最小二乗法を用いたVAD解析 —, 低温科学, 物理篇, 47, 73-88.
- 10) Uttal, T., R. M. Rauber, L. O. Grant (1988): Distributions of liquid, vapor, and ice in an orographic cloud from field observations. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1110-1122.
- 11) Uyeda, H. and T. Yagi (1987): Radar observations of snowfalls in 1985 over the Shinjo basin — vertical scanning —, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. VII, 8, 121-136.

- 12) Wood, V. T. and R. A. Brown (1986) : Single Doppler velocity signature interpretation of nondivergent environmental winds. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 3, 114-128.
- 13) Yagi, T., M. Maki, T. Nakamura, H. Nakamura, O. Abe, N. Numano and A. Sato (1990) : An observational study on snowfall over the Shinjo basin. *Seppyo*, (in preparation).
- 14) 八木鶴平・上田博・中村勉・中村秀臣・阿部修・沼野夏生(1986) : 盆地における降雪の予備的研究 — 1985年新庄市でのレーダー観測 —. 国立防災科学技術センター研究報告, 38, 9-24.

(1989年12月8日原稿受理)